

富山における積雪深増加時の降水粒子特性に関する研究

更科 孟¹・安永 数明²

Relationships between snow depth change and characteristics of falling snow particles in Toyama

Hajime SARASHINA¹ and Kazuaki YASUNAGA²

Abstract

In order to minimize disaster risks of snow, the present paper investigates relationships between snow depth change and characteristics of falling snow particles, making use of the 2-year-long observational data by an automatic weather station, disdrometer and X-band polarimetric radar in Toyama. It was revealed that, in case where snow depth prominently increases, precipitation includes more snow particles with lower terminal velocity and larger diameter, while effects of temperature and humidity are subtle. It is also found that variance of radar reflectivity, differential reflectivity, and correlation coefficient tends to be larger in association with the enhanced change of snow depth. We speculate that the obtained characteristics of falling snow particles indicate existence of dendrite or rimed aggregates in precipitation, and that such snow particles effectively control snow depth in Toyama.

キーワード：富山, 積雪深, 降雪粒子, ディスドロメーター, XバンドMPレーダー

Key words: Toyama, snow depth, snow particles, disdrometer, X-band polarimetric radar

1. はじめに

冬季の北陸地方は大陸からの北西季節風の影響により、山間部を中心に多量の雪が降る。そのため北陸地方は全域が豪雪地帯の指定を受けているが、東北地方などと比べて気温が高いこともあって雨と雪とが混じって降るケースも多く、降雪の予想は難しい。人口が密集しがちな平野部で積雪

となれば、交通機関をはじめ人々の暮らしに大きな影響を与える。そこで、積雪深の精確な予測に繋げるために、富山において積雪深が増加した状況における降水粒子の特徴を、ディスドロメーターと偏波レーダー、気温などの地上気象要素の観測データを用いて調べた。

¹ Graduate School of Science and Engineering for Education, University of Toyama

² Graduate School of Science and Engineering for Research, University of Toyama

1.1 富山における降雪の特徴

北陸地方に位置する富山県は、三方を山に、残る一方を海に囲まれており、県内全域が豪雪地帯に指定されている。雪雲は石川県境の山脈を越えて西から流入することが多く、その際は山間部を中心とした降雪が見られる。児玉ら(1995)は、日本海寒帯気団集束帯(JPCZ)や中規模渦状雲が北陸地方より北の日本海側での局地的降水に寄与していると指摘しており、実際にJPCZが富山県に達して平野部に雪雲が断続的にかかったり、渦状の擾乱に伴って降雪を観測したりしている。富山市においては降雪時に地上付近で南風が卓越することも多く、大久保・黒川(2000)は富山県の南西風と南風のシアラインによって局地的な降雪を伴うことを明らかにした。

一方で富山県の平野部では、シーズンを通して雪が積もっていることは少なく、雪が積もっては消えを繰り返すことが多い。富山地方気象台での1月の気温平年値は2.7℃と0℃を上回っている。北海道や東北地方と比べて氷点下を下回ることが少なく、冬季でもしばしば地上で雨が観測されるのが特徴である。

1.2 数値予報の現状と限界

近年の観測技術と計算機技術の発達に伴って数値予報の精度は格段に向上し、大雪の恐れがある場合には報道が行われるようになってきた。気象衛星の画像やレーダー観測を用いることで、事前に警戒を呼び掛けることも可能になってきている。しかし、大雪は局地的なものである場合が多く、アメダスの観測から漏れることも多い。そのため、どの地域でどの程度の降雪イベントが起こるのかを予測するのは現在でも難しく、警戒を呼び掛ける報道も県単位・地方単位で行われているのが現状である。そのうえ、富山県のような平均気温の高い地域は雨雪の判定が難しく、予報をさらに難しいものにしていく。

1.3 地上観測による研究

Matsuo et al. (1981)は、輪島、松本、日光の地上気象観測データを解析して、地上で観測される

降水タイプと気象要素との関係を調べ、地上における降水タイプは地上気温だけでなく地上の相対湿度にも依存していることを指摘した。現在、地上での降水タイプや降雪頻度は、地上気温や湿度の影響が大きいというのが定説となっているが、それらの要素を降雪量自体と関連付けた研究はあまり行われていない。

ディストロメーターを用いて降雪強度を推定するという研究が近年行われるようになってきている。小西ら(2011)をはじめ、ディストロメーターの降水強度値から降雪量を見込もうとする研究が北海道や長岡で行われており、地域特性による降雪粒子タイプへの影響や、観測に用いたディストロメーターの特性による結果への影響が述べられている。

1.4 レーダー観測による研究

石坂ら(2003)は、降雪をもたらす雪雲のパターンである降雪モード(Nakai et al. 2005)と降雪粒子の関係について、筋状のLモードの時には霰が、面的に広がったSモードでは雪片が、そして渦状のVモードでは霰状の雪や雲粒付雪片が卓越するなど、降雪モードと降雪粒子タイプとの間に密接な関係があることを指摘している。さらに、降雪モードによって降雪強度の取り得る値や降雪量が異なってくることも示唆している(中井ら2006)。

また、近年では偏波レーダーパラメーターを用いた粒子判別も盛んに研究されるようになってきた。国土交通省の北陸地方整備局ではこれらを用いてXRAINのレーダーネットワークにおいて降雪観測の精度向上を図っている(谷口ら2017)。しかし、こちらは降水量推定が主な目的であることもあり、降雪量への利用には大きな課題が残されている。

1.5 本研究の目的

本研究では観測に基づいて降雪量の予測を行うことを到達目標とする。現況を地上観測やレーダー観測により把握し、数分から1時間程度先の降雪量を予想、短時間予報として用いてもらうこ

とが目標である。そのために、積雪深増加時において、地上観測機器によって観測された気温や湿度などの地上気象要素や、デイスドロメーターや偏波レーダーの観測データに何か特徴がないかを調べることを目的とする。

2. 使用データ・観測測器

本研究では、富山大学理学部の建屋屋上において観測された降水粒子と基本的な気象要素(気温・湿度・風向・風速・気圧)のデータ、富山地方気象台における積雪深のデータ、富山市水橋入江に設置された国土交通省 X バンド MP レーダーの観測データを使用している。Fig. 1 に示すように、富山地方気象台は富山大学から北東に 1,800 m のところに位置し、水橋入江のレーダーサイトは富山大学から東に 8,200 m のところに位置している。解析期間は、2016年12月から2018年2月までの2シーズン(1シーズンは12~2月)である。

2.1 降水粒子と気象要素に関する観測について

降水粒子と気象要素については、富山市五

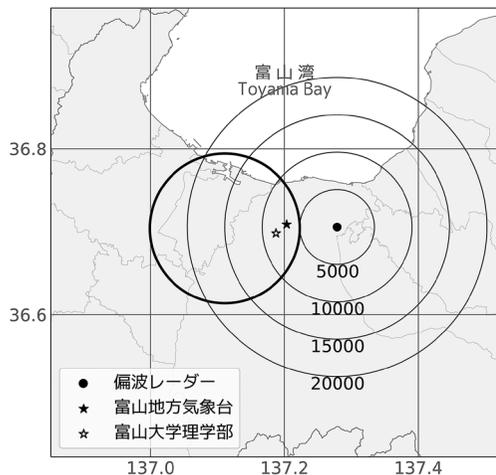


Fig. 1 各地上観測地点と X バンド MP レーダー水橋局の位置関係図
細線円は MP レーダー水橋局からの距離を示している
太線円は MP レーダーデータの解析において CFAD 描画の際に使用した領域を示している

福にある富山大学理学部の建屋屋上(地上4階建て)に設置したヴァイサラ社製複合気象計 WXT-520 と、光学式デイスドロメーターである Thies Clima 社製 CTC-LPM (Laser Precipitation Monitor) の観測値を使用している。

複合気象計 WXT-520 は、基本的な気象要素である風向、風速、温度、湿度、気圧、降水量を一体型センサにより観測可能で、富山大学ではそれぞれの観測値が1分間の平均値として保存されている。本測器によって観測された降水量の値は、本研究では用いていない。

CTC-LPM (以下 LPM とする) は、降水粒子によって遮蔽されるレーザー光の減衰量から降水粒子の粒径や落下速度を測定する光学式デイスドロメーターの1つである。粒径は 0.125 mm 以上の 22 クラス、落下速度は 0.0~20.0 m/s の 20 クラスの計 440 クラスについてそれぞれの粒子数を観測することができる (Table 1)。富山大学では、複合気象計と同様に1分間の積算値が保存されている。また、LPM は降水粒子の粒径や落下速度をもとにした降水強度値も出力している。この降水強度値は転倒ます型雨量計に対して、特に大粒径雨滴を主体とした降雨の場合に過大評価する傾向にあるとされている(例えば、中屋・豊田 2010, Lanzinger et.al. 2006)。しかし、時間解像度が高く降水に対する応答も良いという利点から、本研究では降水強度値としてこの出力値をそのまま使用している。なお、降雪はしばしば強風を伴うが、LPM においても通常の転倒ます型と同様に、強風時の観測への影響が指摘されている(中井 2017)。そのため、富山大学の観測では WMO が推奨する防風柵(直径 12 m と 4 m の円に内接する八角形のもの)のうち内側のものを設置して、降水粒子の捕捉率低下に対処している。

2.2 富山地方気象台での積雪深の観測について

積雪深については、富山市石坂に位置する富山地方気象台の観測露場に設置された、レーザー式の積雪深計の観測値を使用している。気象台の積雪深計のデータは気象庁によって1時間毎に提供されており、本研究ではある時間の積雪深と1時

Table 1 LPM の粒径・落下速度のクラス分け

粒径 D		落下速度 v	
クラス範囲 [mm]	クラス幅 [mm]	クラス範囲 [m/s]	クラス幅 [m/s]
0.125 ≤ D < 0.250	0.125	0.000 ≤ v < 0.200	0.200
0.250 ≤ D < 0.375	0.125	0.200 ≤ v < 0.400	0.200
0.375 ≤ D < 0.500	0.125	0.400 ≤ v < 0.600	0.200
0.500 ≤ D < 0.750	0.250	0.600 ≤ v < 0.800	0.200
0.750 ≤ D < 1.000	0.250	0.800 ≤ v < 1.000	0.200
1.000 ≤ D < 1.250	0.250	1.000 ≤ v < 1.400	0.400
1.250 ≤ D < 1.500	0.250	1.400 ≤ v < 1.800	0.400
1.500 ≤ D < 1.750	0.250	1.800 ≤ v < 2.200	0.400
1.750 ≤ D < 2.000	0.250	2.200 ≤ v < 2.600	0.400
2.000 ≤ D < 2.500	0.500	2.600 ≤ v < 3.000	0.400
2.500 ≤ D < 3.000	0.500	3.000 ≤ v < 3.400	0.400
3.000 ≤ D < 3.500	0.500	3.400 ≤ v < 4.200	0.800
3.500 ≤ D < 4.000	0.500	4.200 ≤ v < 5.000	0.800
4.000 ≤ D < 4.500	0.500	5.000 ≤ v < 5.800	0.800
4.500 ≤ D < 5.000	0.500	5.800 ≤ v < 6.600	0.800
5.000 ≤ D < 5.500	0.500	6.600 ≤ v < 7.400	0.800
5.500 ≤ D < 6.000	0.500	7.400 ≤ v < 8.200	0.800
6.000 ≤ D < 6.500	0.500	8.200 ≤ v < 9.000	0.800
6.500 ≤ D < 7.000	0.500	9.000 ≤ v < 10.000	1.000
7.000 ≤ D < 7.500	0.500	10.000 ≤ v < 20.000	10.000
7.500 ≤ D < 8.000	0.500		
8.000 ≤ D	∞		

LPM は粒径22クラス、落下速度20クラスの計440クラスそれぞれの粒子数を観測し出力する

間前の積雪深の差分をその時間の「積雪深変化量」として解析を行っている。

2.3 XバンドMPレーダーによる観測について

積雪深と降水粒子特性の関係をより広範囲に調べるために、富山市水橋入江に位置する国土交通省北陸地方整備局富山防災センターの屋上に設置された、XバンドMPレーダーの観測データを使用している。

XバンドMPレーダーは、日本各地の都市域における降水量の現況把握・河川管理を目的に国土交通省が配備を進めたもので、Xバンド偏波レーダーネットワークXRAIN (eXtended RAdar Information Network: 高性能レーダー雨量計ネットワーク) を形成している。このレーダーは従来のレーダーと比較してより細かく短い観測間隔で降水を観測でき、従来の反射強度 Z_H に加えて、反射因子差 Z_{DR} や偏波間位相変化率 K_{DP} 、偏波

間相関係数 ρ_{HV} といった偏波パラメーターを取得することが可能で、上空での降水粒子の様子を推測できるのが特徴である。

オリジナルデータの空間分解能は、動径方向に150 m、方位角方向に1.2°であり、観測仰角はTable 2の計12仰角である。XバンドMPレーダーでは1分間に3回のPPI観測 (Plan Position Indicator: 特定仰角での全周観測) が行われており、その仰角は一般配信用に用いる低仰角を高頻度で観測する「配信用仰角」と、主に水管理の現業目的で用いられる「CAPPI観測用仰角」の2種類がある。CAPPIはConstant Altitude PPIを指していて、複数のPPIデータから作成した水平断面データのことである。XバンドMPレーダーでは1分間毎の3回のPPI観測のうち、1回を「配信用仰角」として2仰角を交互に、2回を「CAPPI観測用仰角」に割り当てて5分間で10仰角を観測し、5分間で計15回分の観測を行っている。こう

Table 2 国土交通省 X バンド MP レーダー水橋局で観測されている12仰角

仰角種類	仰角 [°]	観測頻度
配信用	1.7	1分毎に交互に
	3.6	
CAPPI 観測用	1.0	1分毎に2仰角ずつ、5分で1サイクル
	2.6	
	4.8	
	6.1	
	7.5	
	9.0	
	10.6	
	12.3	
	14.1	
	16.0	

「配信用仰角」の2仰角、「CAPPI 観測用仰角」の10仰角で構成されている

した仰角設定で観測が行われているため、時間解像度が2分毎の仰角と5分毎の仰角とが混在している。

3. 解析手法

本研究では富山地方気象台における1時間毎の積雪深データをもとに解析を行うため、理学部屋上で観測した地上気象要素の1分毎のデータに平均処理を行うことによって1時間毎のデータに整理している。LPMの出力する粒径・落下速度のデータについても、クラスごとにその数を積算して1時間毎のデータとしている。さらにLPMが出力する降水強度のデータについても、平均処理を行うことにより1時間降水量(以下LPM降水量)として解析に使用している。

まず、気象台における積雪深変化量が、理学部屋上で観測した各地上気象要素(気温や相対湿度、風速など、LPM降水量も含む)とどの程度関連しているかを調べるために、各地上気象要素を説明変数、積雪深変化量を被説明変数として単回帰分析を行った。次に、積雪深変化量と降水量以外の気象要素との関係を調べるために、LPM降水量を説明変数、積雪深変化量を被説明変数としたときの単回帰直線から予測される積雪深変化量よりも、実際には大きく変化したケースを「予測式よりも積もった」(以下単に「積もった」とする)

場合、逆のケースを「予測式よりも積もらなかった」(以下単に「積もらなかった」とする)場合として、LPMで観測された降水粒子特性に関するコンポジット解析を行った。さらに、積雪深変化量と降水粒子特性の関係をより広範囲に調べるために、それぞれの場合におけるXバンドMPレーダーのレーダーパラメーターに関するコンポジット解析を行った。

4. 結果

4.1 LPM 観測データの解析結果について

まず、積雪深変化量と各地上気象要素に関して単回帰分析を行った。事例数を確保しつつ可能な限り雨滴の事例を排除し、後のレーダー解析に際して融解層の影響を受けないようにするために、気温0.5℃以下で、かつLPMにより何らかの降水粒子が観測された577時間分を対象とした。その結果、気温や相対湿度と積雪深変化量との間には有意な関係性が見られなかった一方で、LPM降水量と積雪深変化量との間には $R^2=0.7$ という強い比例関係を確認できた(Fig. 2)。

次に、降水量以外にどの気象要素が積雪深変化量に寄与するかを詳細に調べるため、LPM降水量に対して積雪深が顕著に増加した状況について、粒径・落下速度分布にどのような特徴があるかを積雪深変化量のLPM降水量への回帰直線を基準として調べた。LPM降水量から予測される積雪深変化量と比べて相対的に「積もった」場合と「積もらなかった」場合とでグループ分けをし、粒径・落下速度分布に関するコンポジット解析を行って比較した(Fig. 3)。ここでは、2つのグループの粒子数自体が大きく異なるため、全体の観測粒子数で正規化した値を用いて「積もった」「積もらなかった」両グループを比較している。また、有意差検定として危険率5%の両側検定(Student's t 検定)を実施している。

Fig. 3では、赤色のマーカーが落下速度 $v < 1.0\text{m/s}$ のクラスで見られている。赤色のマーカーはそのクラスにおいて、「積もった」場合が占める割合がより大きいことを示している。逆に「積もらなかった」場合が占める割合が大きいことを示

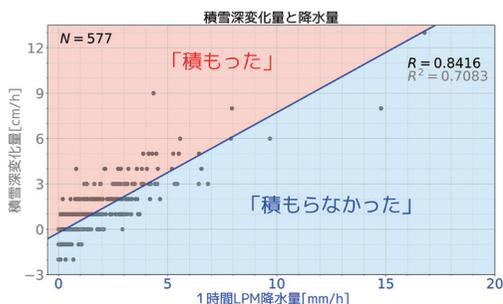


Fig. 2 LPM 降水量を説明変数，積雪深変化量を被説明変数として回帰直線を引いたもの
この回帰直線をもとに「積もった」「積もらなかった」のグループ分けをしている

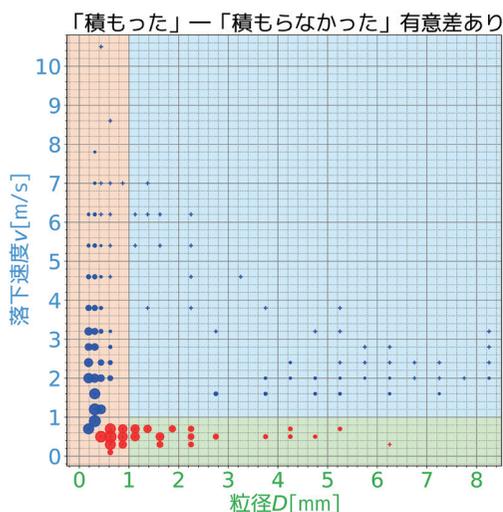


Fig. 3 「積もった」「積もらなかった」各場合それぞれのクラスの粒子数割合の平均値の差
赤色マーカーは「積もった」場合の方がより大きな割合を占める傾向にあることを示し，ここでは危険率5%で両者の平均値に有意差があったクラスのみを示している
円の大きさは平均値の差の大きさを示し，著しく差の小さいクラスは+で示している

青色のマーカーは，粒径 $D < 1.0$ mm のクラスで多く見られる。また，粒径が大きく落下速度が $v = 2.0$ m/s 程度のクラスにも，青色のマーカーがついている点も注目される。

この結果を別の角度から検証するために，粒径 $D \leq 1.0$ mm を α 群，粒径 $D > 1.0$ mm のうち落下速度 $v \leq 1.0$ m/s を β 群，それ以外を γ 群として分類（それぞれ Fig. 3 における赤塗域，緑塗域，青塗域）し，それぞれの群による降水量が積雪深変化量とどのような関係があるかについて重回帰分析を行った。ここでは，気温， α 群降水量， β 群降水量および γ 群降水量を説明変数として採用しているが，それぞれの群の降水量は，LPM 降水量を Ishizaka et al. (2013) による質量フラックスの推定を参考に，各群の質量フラックスの推定値によって重みづけをして分配したものである。

Fig. 4 は，各説明変数の偏回帰係数が信頼度 95% での信頼区間を示すエラーバーとともに示されている。粒径の小さい α 群や，他群と比べて落下速度が速く粒径が大きいため 1 粒あたりの降水量が多い γ 群降水量よりも，落下速度の遅い粒子の β 群降水量が積雪深変化量に大きく寄与することが分かる。この結果は Fig. 3 のコンポジット解析の結果と整合的である。また気温の偏回帰係数に関しても，単回帰分析で行った結果と同様に積雪深変化量とは有意な関係性を持たなかった。

4.2 レーダー観測データの解析結果について

積雪深変化量と降水粒子特性の関係をより広範囲に調べるために，水橋入江にある MP レーダーの偏波パラメーターに着目した。ここでは，雪が降っていると推定された 577 時間分のうち，積雪深が 1 時間で 2 cm 以上増加し，かつ 60 分間連続して何らかの降水粒子を観測している時間において，それぞれのグループにおいて顕著だった 15 例（「積もった」15 事例と「積もらなかった」15 事例）のそれぞれ 15 時間分について，MP レーダーの偏波パラメーターに関するコンポジット解析を行った (Fig. 5)。このコンポジット解析の期間は，Fig. 3 で行ったコンポジット解析の期間の一部となっているが，降水粒子の特徴は変わらないこと

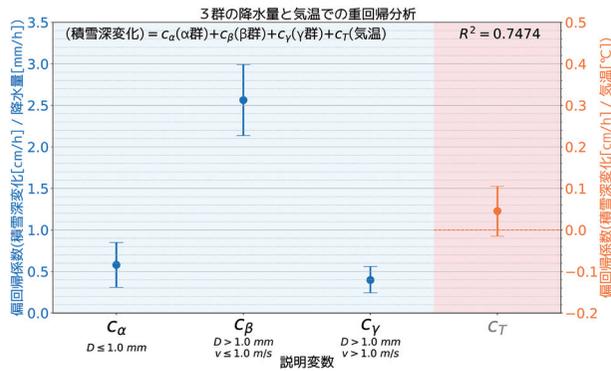


Fig. 4 粒径・落下速度で分配された3群の降水量と気温による重回帰分析の結果
 図中のエラーバーは信頼度95%での偏回帰係数の信頼区間を示す

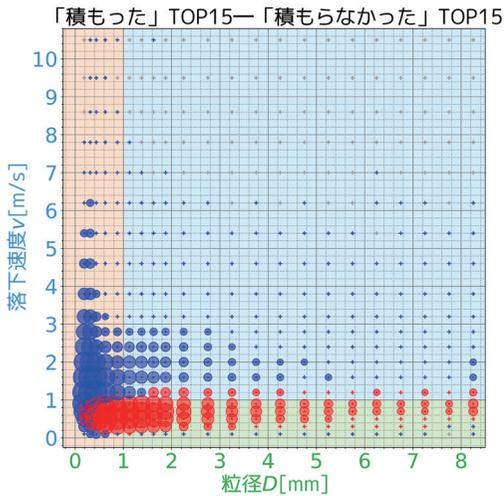


Fig. 5 「積もった」「積もらなかった」各場合において顕著な15事例の各クラスの粒子数割合の平均値の差
 「積もった」「積もらなかった」各事例のうち、それぞれ顕著な15事例を抽出して平均値の差をとったもの
 赤色マーカーは「積もった」場合の方がより大きな割合を占める傾向にあることを示している
 円の大きさは平均値の差の大きさを示し、著しく差の小さいクラスは+で示している

を確認している。

解析に際して、配信用・CAPPI観測用の5分間の計15回分のPPI観測データから、空間解像度を水平方向に150 m × 150 m、鉛直解像度を150 mとしてクレスマン内挿(Cressman 1959)により5分毎「解析用CAPPI」データを作成した。この5分の間にも降水システムは移動するため、その移動を考慮して移動補正を行う必要があるが、本解析では簡単化のために無風状態と仮定して補正は行っていない。レーダーの解析領域は降水システムの多くが西から東に進むことを踏まえて、地上観測地点の富山大学理学部や富山地方気象台から西に約7,500 m離れた地点(富山県射水市)を中心に、半径10,000 mの領域を解析対象とした(Fig. 1の太線円内)。

Fig. 6は、レーダー反射強度 Z_H のCFAD(Contoured Frequency by Altitude Diagram: 等高度帯毎の頻度分布図)である。一般にレーダー反射強度 Z_H は、降水粒子が高密度または大粒径の場合に大きな値を持つとされるが、高度4,000 m以下において「積もった」場合の方が反射強度のピークがより小さく、その値に幅を持っていることが分かった。これは強雨時に反射強度値が強くなる傾向とは逆の様相を呈している。また、どちらの場合も高度2,000 m前後において、高度が高くなるにつれ反射強度値が低下しているのを見る

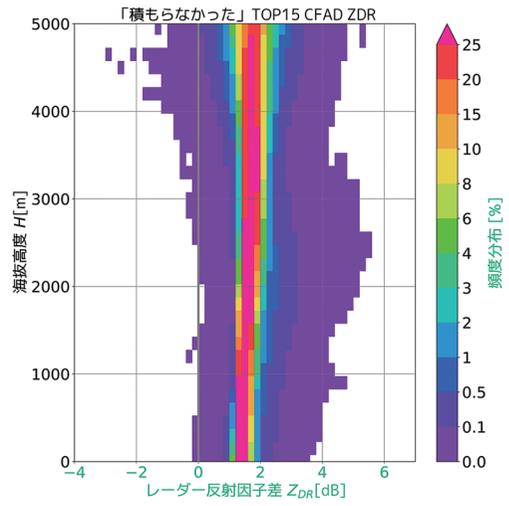
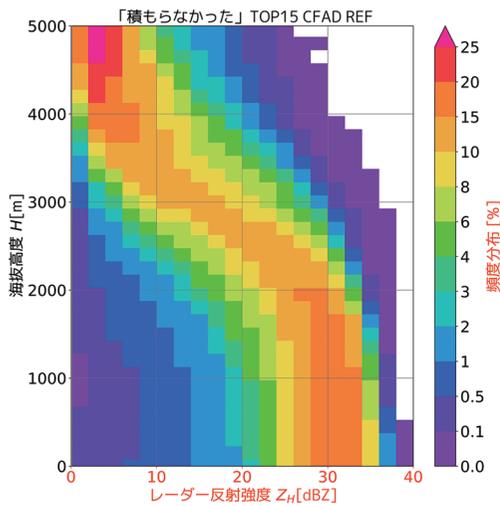
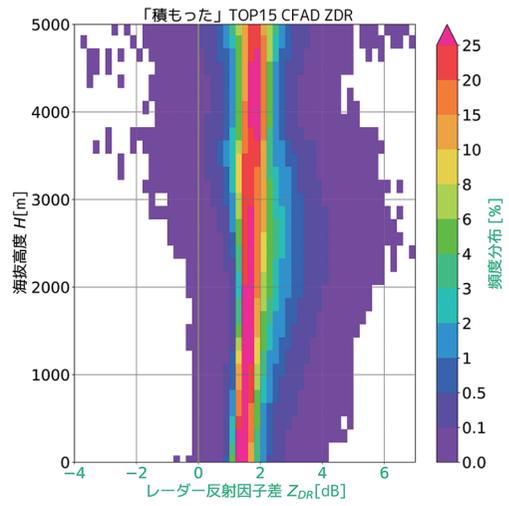
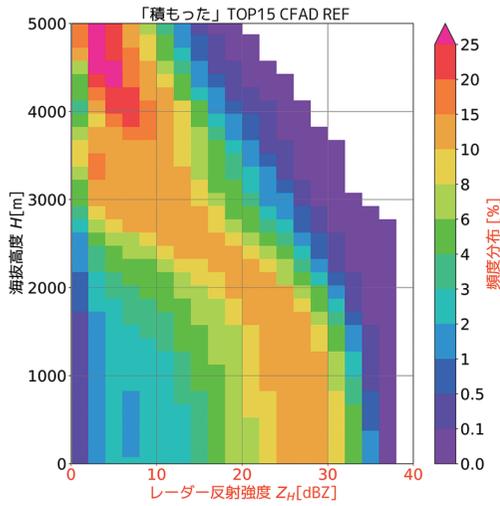


Fig. 6 「積もった」場合(上)と「積もらなかった」場合(下)のレーダー反射強度 Z_H のCFAD

Fig. 7 「積もった」場合(上)と「積もらなかった」場合(下)のレーダー反射因子差 Z_{DR} のCFAD

ことができるが、「積もった」場合の方がより低高度から反射強度値の低下が見られる。

Fig. 7は、レーダー反射因子差 Z_{DR} のCFADである。レーダー反射因子差 Z_{DR} は降水粒子の縦横比に依存しており、値が大きいことは粒子が横長であることを示す。レーダー反射因子差 Z_{DR} は、「積もった」場合で分散が大きく、その特徴は高度2,000 m から3,000 m 付近において顕著であっ

た。

Fig. 8は偏波間位相変化率 K_{DP} のCFADである。偏波間位相変化率 K_{DP} は数密度が低く粒子が球形に近いときに0.0付近を示し、数密度が高く横長のとき正の大きな値をとるとされているが、両グループの顕著な違いは見られなかった。

Fig. 9は偏波間相関係数 ρ_{HV} のCFADである。 ρ_{HV} は粒子の形状や相が揃っているときに1.0を示

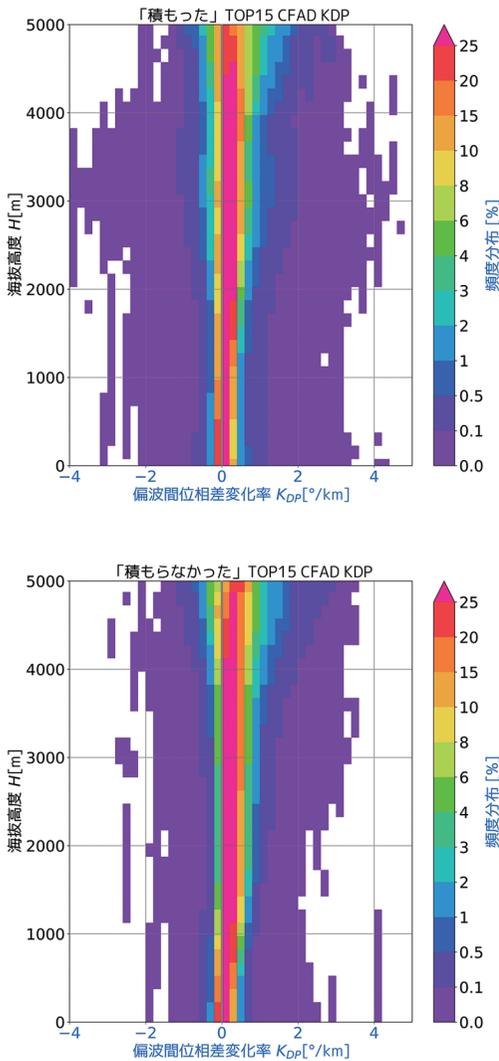


Fig. 8 「積もった」場合(上)と「積もらなかった」場合(下)の偏波間位相差変化率 K_{DP} の CFAD

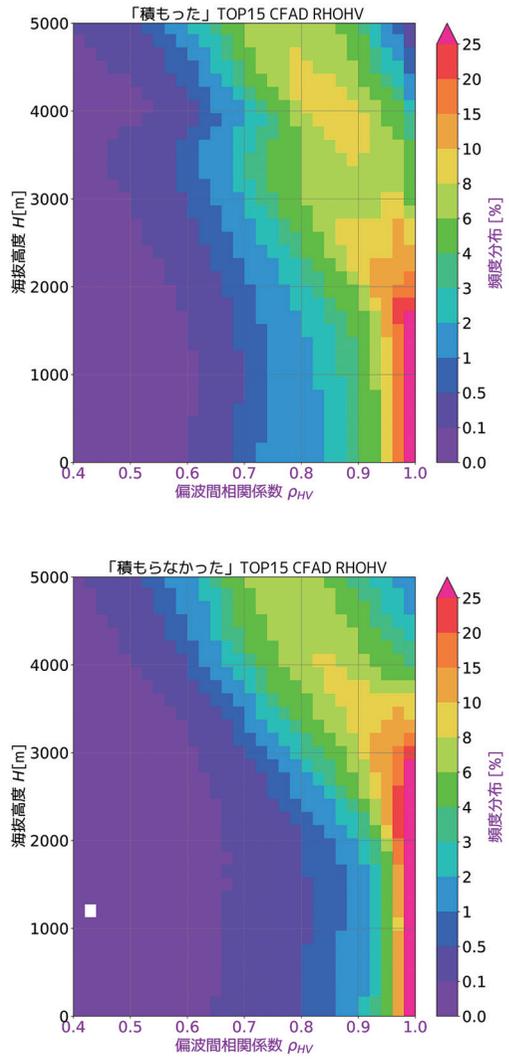


Fig. 9 「積もった」場合(上)と「積もらなかった」場合(下)の偏波間相関係数 ρ_{HV} の CFAD

す指標で、一般的な雨滴では1.0付近を示す。融解層などの様々な粒子が混在する場合に値が小さくなるが、XバンドMPレーダーでは降雨下でも0.7程度の値を観測したことがあるとされている(XRAIN雨量観測の実用化技術に関する検討資料付録より)。いずれのグループも25%以上の高頻度域が、低高度において1.0付近に集中している。しかし、「積もった」場合には、高度2,000 m付近

でその値の分散が大きくなっており、その高度は「積もらなかった」場合の3,000 mよりも低い。

5. 考察

本章では、「積もった」場合と「積もらなかった」場合とにおける、降水粒子特性の違いを持つ物理的意味について考察する。

LPMによる解析結果を示した Fig. 3や Fig. 5に

において、「積もった」場合に大きな割合を占める落下速度 v が $\leq 1.0\text{m/s}$ のクラスの粒子は、空気抵抗が大きくひらひらと落ちてくる「樹枝状結晶」や「雲粒付雪片」などの存在が推察される。一方、「積もらなかった」場合に大きな割合を占めていた落下速度が大きく粒径の大きなクラスの粒子は、「高密度の雪片」や「霰」の存在が考えられる。

偏波レーダーデータによる解析において、「積もった」場合で反射強度 Z_H は小さな値の頻度が大きく、反射因子差 Z_{DR} と偏波間相関係数 ρ_{HV} の値は相対的に大きな分散を持っていた。これらは、著しく扁平な雪片や「樹枝状結晶」などがひらひらと落ちてくることで説明できると考えている。反射強度 Z_H が「積もらなかった」ときと比べて相対的に小さいのは、特に仰角が小さくなる低高度において扁平粒子の断面積が小さくなることを反映していると思われる。反射因子差 Z_{DR} や偏波間相関係数 ρ_{HV} の値に幅があるのは、それらの粒子が常に同じ方向を向きながら落ちてくるわけではなく、レーダー波に対して形(断面)を変えながら落ちてくるために、様々な粒子が混在しているように見えるためであると考えられる。逆に「積もらなかった」場合には、反射強度 Z_H の小さな値の頻度は低く、反射因子差 Z_{DR} と偏波間相関係数 ρ_{HV} の値が相対的に小さな分散を持っている。これらの特徴はより球状に近い雪片、もしくは「霰」が落下することで説明可能である。

しかしながら、これらの推察を確認できるようなデータがないため、降水粒子を直接画像撮影するなどのさらなる研究が必要である。また、ある特定の粒子が存在するときに、各レーダーパラメーターがどのような値を示すかは未だに分かっておらず、先に述べた推察は想像の域を出ない。レーダーパラメーターを用いた粒子判別に関しては様々な先行研究があるが(例えば Kouketsu et al. 2015)、本研究で得られた値はそれらにおいて明確な粒子の種類の違いを示すものではなく、各パラメーターの値が何を反映しているのか検証する必要がある。

また、こうした著しく扁平な雪片や「樹枝状結晶」と推測される降雪粒子が、積雪深を効果的に

増加させるメカニズムについても様々な仮説が考えられるが、現時点ではそれに答えることのできる観測データは得られていない。これについても、精度の高い降雪量計(例えば時間降雪量計 FS-250)や降水粒子の密度の測定が可能な測器(電子天秤等)による観測を行っていく計画である。

6. まとめ

観測に基づく降雪量の予測につなげるために、積雪深変化量に最も寄与しそうな要素は何かを富山において調べたところ、気温や相対湿度とはあまり相関がなく、降水量とのみ良い相関を確認できた。しかしながら、降水量は降水粒子そのものを観測して得た値のため、この結果は当然のものといえる。そこで、降水量以外の要素について積雪深変化量に寄与する気象要素を詳細に調べるために、降水量を基準とした解析を行った。降水量に対して相対的に「積もった」場合と「積もらなかった」場合とに分けて比較した解析では、「積もった」場合において落下速度の遅い粒子群がより大きな割合を占める傾向があることが分かった。この結果を受け、降水量の値を LPM による粒径・落下速度データに基づいて3群に分配し、気温と共に重回帰分析をしたところ、落下速度の遅い粒子群である β 群降水量がもっとも積雪深変化量に寄与していることが分かった。さらに、この「積もった」「積もらなかった」場合について XRAIN の Xバンド MP レーダーのデータを使用して比較したところ、「積もった」場合においてレーダー反射強度 Z_H は値に幅を持ち、その値のピークも弱く、レーダー反射因子差 Z_{DR} や偏波間相関係数 ρ_{HV} もその値に幅を持っていることが分かった。いずれの結果も「樹枝状結晶」や「雲粒付雪片」のような粒子の存在を示しているものと考えられる。

今後は、他の地点についても同様のことがいえるか解析するとともに、地上や上空での降雪粒子の確認手法、他の気象要素についての見落としがないか検討していきたい。

謝辞

富山大学理工学研究部の濱田篤氏には、解析とその解釈に多大なご協力をいただきました。ここに感謝の意を表します。

また、本研究はJSPS 科研費 JP17H04477、および富山第一銀行、富山大学理学部の研究助成を受けて実施されました。関係各位に深く感謝申し上げます。

なお、本研究で使用した XRAIN データセットは、文部科学省の委託事業により開発・運用されているデータ統合・解析システム (DIAS: Data Integration and Analysis System; <https://diasjp.net/>) の下で、国土交通省により収集・提供されたものです。また、本研究の解析にあたり使用したレーダーデータの CAPPI 変換プログラムは、防災科学技術研究所の前坂剛博士と清水慎吾博士によって作成されたものを使用しています。

参考文献

- Cressman, G.P.: An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367-374, 1959.
- Ishizaka M., H. Motoyoshi, S. Nakai: A New Method for Identifying the Main Type of Solid Hydrometeors Contributing to Snowfall from Measured Size-Fall Speed Relationship. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 91, No. 6, 747-762, 2013.
- Kouketsu, T., H. Uyeda, T. Ohigashi, M. Oue, H. Takeuchi, T. Shinoda, K. Tsuboki, M. Kubo and K. Muramoto: A hydrometeor classification method for X-band polarimetric radar: Construction and validation focusing on solid hydrometeors under moist environments. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 32, 2052-2074, 2015.
- Lanzinger E., M. Theel, H. Windolph: Rainfall amount and intensity measured by the Thies laser precipitation monitor, TECO-2006, 2006.
- Matsuo, T., Y. Sasyo, and Y. Sato: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 462-476, 1981.
- Nakai, S., K. Iwanami, R. Misumi, S. Park, T. Kobayashi: A Classification of Snow Clouds by Doppler Radar Observations at Nagaoka, Japan, *SOLA*, Vol.1, 161-164, 2005.
- 石坂雅昭・中井専人・清水増治郎・岩本勉之・椎名徹・村本健一郎: 降雪粒子種の連続観測: 降雪モードとの関係, 日本気象学会2003年秋季大会講演予稿集, 339-339, 2003.
- 大久保篤・黒川美光: 冬型気圧配置時に富山県内に形成される強い降雪や悪視程を伴うシア・ラインの立体構造, *天気*, 47, 23-34, 2000.
- 児玉安正・中山高德・尾崎尚則: 冬季季節風時に見られる東北日本の100km から数100km スケールの降水変動, *天気*, 42, 19-30, 1995.
- 小西啓之・平沢尚彦・石坂雅昭・亀田貴雄: 粒径と落下速度の観測値を用いた降雪強度の推定法, 2011.
- 谷口和哉・境 和宏・増田有俊・板戸昌子・上田 博・中井専人: XRAIN を用いた冬期降水量の推定精度向上に向けて MP レーダによる粒子判別に関する取り組み, 2017.
- 土屋修一・山地秀幸・川崎将生: XRAIN 雨量観測の実用化技術に関する検討資料 付録, 国土技術政策総合研究所, 2016.
- 中井専人・岩本勉之・石坂雅昭・山口 悟・佐藤篤司: 2005/2006冬季に中越地域近辺で観測された雪雲の特徴, 2006年度日本雪氷学会全国大会予稿集, 4, 2006.
- 中井専人: ワークショップ「降雪に関するレーダーと数値モデルによる研究 in 長岡 (第15回)」概要報告, 2017.
- 中屋 耕・豊田康嗣: 雨滴の粒径分布に基づく雨量計2種類の比較, 水文・水資源学会研究発表会要旨集, 2010.

(投稿受理: 2019年4月5日
訂正稿受理: 2019年7月3日)

要 旨

降雪による災害のリスクを減らすため、複合気象計やディストロメーター、XバンドMPレーダーのデータを用いて、積雪深変化と降雪粒子特性との関連を調べた。富山において降水量に対して相対的に雪が「積もった」とときには、落下速度が小さく粒径の大きい粒子が多く観測される傾向にあることが分かったが、気温や相対湿度の影響はほとんどないことが明らかにされた。上空では、レーダー反射強度 Z_H やレーダー反射因子差 Z_{DR} 、偏波間相関係数 ρ_{HV} の値に幅を持つことが分かった。これらの結果から、樹枝状結晶や偏平な雪片といった降雪粒子の存在が富山における積雪深増加に寄与していると考えられる。